



Approche semi-quantitative de la minéralisation des aquifères schisteux en zone équatoriale de transition : cas de la région Sikensi-Agboville (Côte d'Ivoire)

Bernard ADIAFFI ^{1,*}, Christelle MARLIN ², Yéï Marie Solange OGA ¹, Remy PICHON ² et Jean BIEMI ¹

¹Laboratoire des Sciences et Techniques de l'Eau et de l'Environnement, UFR des Sciences de la Terre, Université d'Abidjan-Cocody, 22 BP 582 Abidjan 22, Côte d'Ivoire.

²Laboratoire Interactions et Dynamique des Environnements de Surface, UMR IDES 8148, Université de Paris-Sud, CNRS, Bâtiment 504, 91405 Orsay, France.

*Auteur Correspondant ; E-mail : adiaffi_be@yahoo.fr, Tel.: +22549136274

RESUME

L'aquifère des schistes (Sikensi-Agboville) compte d'importants ouvrages permettant l'approvisionnement en eau potable des populations locales. Toute fois, la couleur et le goût inhabituels, par endroit, des eaux prélevées sont quelques peu inquiétants, bien qu'aucun risque sanitaire grave n'est jusqu'à présent décelé. Pour tenter d'apporter un élément de compréhension à cette question, nous utilisons la géochimie des roches, la minéralogie et l'hydrochimie pour étudier les interactions entre l'eau et son aquifère. Les résultats montrent que les schistes en question sont constitués d'albite, de chlorites, de micas noirs, d'épidotes, du sphène et de l'apatite, susceptibles de fournir leurs cations majeurs à la nappe. La dissolution incongruente de ces minéraux au contact de l'eau à pH 6 et à ~26 °C, montre que le Na⁺ provient majoritairement de l'albite et le Mg²⁺ des chlorites, qui sont en proportion considérable dans les schistes, avec des concentrations respectives de ~0,463 mmol.L⁻¹ et de ~0,171 mmol.L⁻¹. Un faible taux de 0,025 mmol.L⁻¹ de Mg²⁺ est fourni par la biotite tandis que le K⁺, avec une concentration de ~0,018 mmol.L⁻¹, provient à la fois de la biotite et de l'annite. La principale source du Ca²⁺ concerne les épidotes, avec un taux de ~0,188 mmol.L⁻¹ puis viennent l'apatite et le sphène, avec des taux moyens respectifs de 0,251 mmol.L⁻¹ et de ~0,090 mmol.L⁻¹.

© 2012 International Formulae Group. All rights reserved.

Mots clés: Nappe, silicates, hydrolyse, interaction, concentration, cations majeurs.

INTRODUCTION

La question de la minéralisation des aquifères rocheux constitue de nos jours l'une des préoccupations majeures de nombreux scientifiques à travers le monde entier. Si dans plusieurs laboratoires, ou, à travers de nombreux programmes scientifiques, la simulation des processus d'interaction eau-roche présente une échelle de temps relativement courte et/ou simple (Zhu, 2005 ; Dai and Samper, 2006), dans la nature, celle-

ci s'avère plus complexe (Malmström et al., 1996). Les taux de dissolution des minéraux silicatés, obtenus par des modèles mathématiques pour expliquer le fonctionnement des systèmes aquifères naturels, sont loin d'être absolus. Bien que ces méthodes présentent des écarts de taux de dissolution par rapport à ce que donneraient les systèmes hydrogéologiques naturels, elles permettent tout de même d'appréhender mieux les processus de minéralisation dans les

aquifères et permettent en outre, d'avancer considérablement dans cette discipline en plein essor. En zone forestière humide, le climat est très favorable à l'altération des roches cristallines. En Côte d'Ivoire, malgré la baisse des précipitations annuelles qui passe d'environ 1900 mm en 1937 à ~1300 mm de nos jours (Adiaffi et al., 2009) dans le Sud-est, le substratum fracturé regorge d'importante quantité d'eau (Biémi, 1992 ; Kouamé, 1999 ; Lasm, 2000 ; Jourda, 2004), rendant ces nappes quasi pérennes par endroit. D'après les travaux de Boukari et al. (1984), l'épaisseur des produits d'altération en Afrique de l'Ouest est d'environ 50 m, elle se situe entre 4 et 40 m sur les formations de la zone d'Agboville (N'Go et al., 2005). Les schistes regorgent assez d'eau à cause des nombreuses discontinuités que représentent les plans de schistosité. Ces roches sont les plus dominantes des formations éburnéennes avec une importance capitale marquée par le nombre considérable de forage et puits qui s'y trouvent. Il est connu en géochimie des eaux que la minéralisation des nappes souterraines est principalement gouvernée par les roches encaissantes. Celles-ci impriment leur signature chimique à la nappe en question. La couleur et certains goûts inhabituels, par endroit, des eaux prélevées dans la zone d'investigation, font souvent douter les consommateurs, bien qu'aucun risque sanitaire grave n'est jusqu'à présent décelé. Concernant les aquifères schisteux de la zone d'étude (Sud-est de la Côte d'Ivoire), on est tenté de se poser la question suivante : quelle est la structure minéralogique de ces schistes et à quelles proportions ces roches peuvent-elles minéraliser les eaux qu'elles regorgent ? Cette problématique nous conduit au cœur du processus de la minéralisation des aquifères en zone équatoriale de transition. L'approche adoptée dans ce travail est une simulation pratique dans le système aquifère naturel étudié. Elle est la toute première des études géochimiques menées dans le Sud-est de la Côte d'Ivoire, d'où son importance indéniable. Pour répondre aux questions posées, nous utilisons la géochimie des roches et des eaux.

L'objectif de ce travail est d'estimer l'apport en concentration molaire des minéraux constitutifs des aquifères schisteux à la nappe. Nous disposons dans ce travail des éléments chimiques des roches (minéraux) et des eaux échantillonnées.

MATERIEL ET METHODES

Généralistes sur la zone d'étude

Paléoprotérozoïque schisteux

La zone d'étude se situe entre les latitudes 5°30' et 6°00' N et les longitudes 3°45' et 4°40' W (Figure 1). Les investigations géologiques de la zone d'étude (Alric et al., 1987 ; Delor et al., 1992) montrent que les schistes sont constitués de métaarénites et de métasiltstones. Le faciès des métaarénites de teinte verdâtre, est décrit par ces auteurs comme étant d'origine détritico-sédimentaire sur les grauwakes riches en chlorites. Ces formations montrent des passées microconglomératiques où les éléments atteignent une taille de 1,5 à 2 mm (Delor et al., 1992). Les métasiltstones sont quant à eux, caractérisés par leur couleur gris-verdâtre et leur grain très fin. Delor et al. (1992) montrent que la stratification de ces schistes apparaît souvent transposée le long d'une schistosité précoce marquée par la terminologie S0/S1 de Guibert et Vidal (1984). Ces schistes sont plus étendus dans la zone d'étude et constitue de ce fait un atout important en matière de ressources en eaux souterraines pour les populations.

Hydrogéologie

Le modèle conceptuel des formations granito-gneissiques est le même que celui des schistes, avec quelques différences. Les travaux du BRGM rapportés par Séguin (2005) révèlent que la frange altérée sur schistes est plus épaisse et la perméabilité de la zone altérée est plus faible en raison d'une fraction argileuse plus importante. Les aquifères schisteux de la zone d'étude sont constitués d'altérites et de la roche saine fissurée et/ou fracturée due aux nombreux plans de schistosité. Des études antérieures menées dans la région dont celles de N'Go et al. (2005) révèlent que l'épaisseur des altérites varie en moyenne entre 10 et 40 m. La

profondeur des forages se situe entre 20 et 120 m. La zone d'investigation reste globalement humide, avec 82,84% des précipitations destinés à l'infiltration. Dans la région d'investigation constituée majoritairement de schistes, les forts débits ($Q > 5 \text{ m}^3/\text{h}$) y sont observés entre 5 et 40 m (N'Go et al., 2005). Si la qualité des réservoirs schisteux est améliorée par la présence de plans de schistosité, les débits restent généralement inférieurs à ceux du domaine granito-gneissique (Séguin, 2005).

Géochimie des schistes

Dans les proportions relativement faibles de la minéralisation des nappes des schistes, nous cherchons à expliquer l'origine des ions majeurs et à estimer le taux de minéralisation de ces éléments chimiques dans les eaux. Dans cette partie du travail, le matériel d'étude se résume à la chimie des schistes, à la minéralogie des schistes. Il s'agit plus explicitement de donner la chimie des schistes par analyses sur roche totale. Ces analyses ont été effectuées au Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques (CRPG) de Nancy. Quant à l'étude des minéraux schisteux, elle débute par une observation au microscope optique suivie d'une étude par Microscopie Electronique à Balayage (MEB) et enfin d'une analyse des minéraux par Diffraction des Rayons X (DRX) qui est une méthode d'étude des propriétés physico-chimiques des solides, permettant dans notre cas, une estimation semi-quantitative de l'assemblage minéralogique. Ces trois techniques d'analyse ont été réalisées à l'UMR IDES à la faculté des Sciences de l'Université de Paris Sud (11)-Orsay. La conjugaison des trois méthodes d'analyse des schistes permet d'obtenir des résultats semi quantitatifs très fiables pour mener à bien cette étude d'interaction eau-schiste.

Hydrochimie

Le matériel hydrochimique se limite aux éléments chimiques des eaux souterraines échantillonnées dans les schistes. Il s'agit des ions majeurs de sept (7) échantillons d'eau prélevés à travers des forages. Six (6) échantillons ont été prélevés dans les métasiltstones et un (1) seul dans les métaarénites à cause de l'état défectueux de plusieurs pompes de forages visitées sur cette formation. L'analyse de ces échantillons a été effectuée à l'UMR IDES-Paris Sud (Orsay). Les anions ont été mesurés sur une chromatographie ionique-Dionex et les cations, par un ICP-AES emission spectrometer Varian-liberty 200. Nous appliquons une méthode adoptée par de nombreux auteurs dont Appelo et Postma (2005) sur les eaux de Sierra Nevada aux Etats-Unis. Elle consiste à estimer l'apport en concentration molaire des minéraux constitutifs de l'aquifère à la nappe en tenant compte de l'apport des précipitations. Les eaux souterraines ont une part de concentration ionique de signature marine à cause de la prédominance de la vapeur océanique dans l'atmosphère (Appelo et Postma, 2005). Les données d'eau de pluie de la région d'étude sont incomplètes. Les seules mesures de concentration d'ions majeurs disponibles portent sur les chlorures, les sulfates et les nitrates (Oga, 1998). La situation de la zone d'investigation très proche du golfe de Guinée nous permet l'utilisation raisonnable du rapport ionique de l'eau de mer pour estimer l'apport des précipitations à la nappe. L'analyse de l'eau de mer révèle les concentrations en mmol.L^{-1} suivantes (Appelo et Postma, 2005): Na^+ (485); K^+ (10,6); Mg^{2+} (55,1); Ca^{2+} (10,7); Cl^- (566); SO_4^{2-} (29,3); NO_3^- (5.10^{-6}); HCO_3^- (2,4). La teneur en SiO_2 est estimée à $94.10^{-3} \text{ mmol.L}^{-1}$.

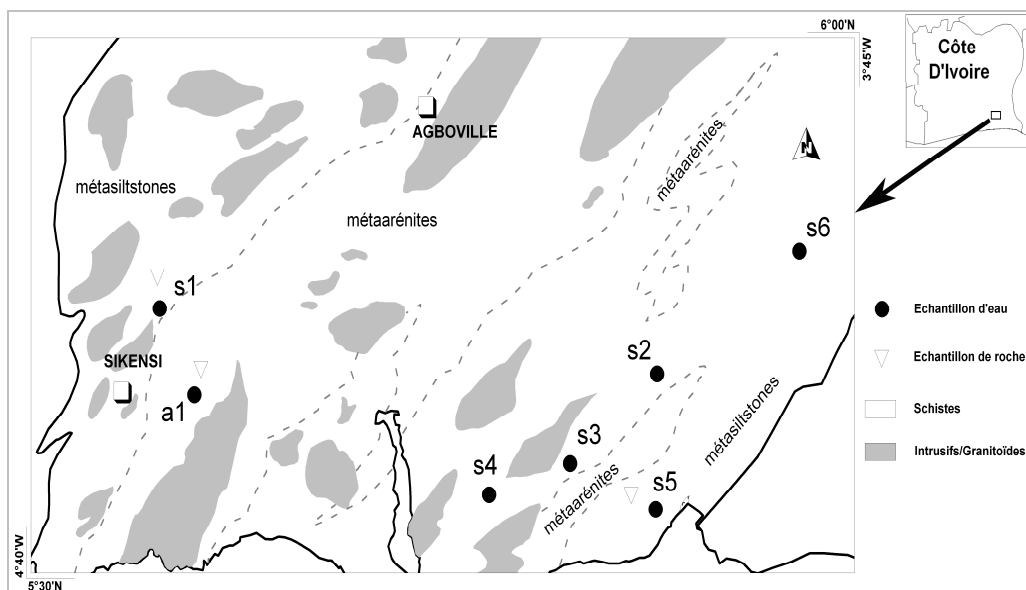


Figure 1: Situation de la zone d'étude.

RESULTATS

Analyse sur roche totale et données hydrochimiques

Les résultats d'analyse sur roche totale sont donnés en pourcentage d'oxyde puis convertis en ppm (Tableau 1) selon la relation:

$$m_E = \frac{M_E \times Y}{M_{EO}} \times 10000$$

Où :

m_E : est la concentration de l'élément chimique, exprimée en ppm,

M_E : est la masse molaire de l'élément chimique en gramme par mole,

Y : est le pourcentage en poids d'oxyde de l'élément chimique donné par analyse sur roche totale,

M_{EO} : est la masse molaire de l'oxyde de l'élément chimique.

Les résultats d'analyse des sept échantillons d'eau sont présentés dans le Tableau 2. La température moyenne des eaux échantillonnées est de 26,5 °C et le pH moyen est de 6. Ces données géochimiques nous permettent de montrer, dans un diagramme K/Na versus Mg/Ca (Figure 2), que la chimie de l'eau n'est pas étroitement liée à la chimie des schistes. Certes, la chimie de l'eau découle de celle de la roche encaissante mais

la corrélation évidente se situe plutôt entre la chimie de l'eau et la nature minérale, justifiée par la vitesse de dissolution des minéraux obtenue par des études expérimentales (Derron, 1999). Cet ordre de dissolution à 25 °C et à pH 5, donné par le log(vitesse de dissolution en mol/m²/s), est le suivant : quartz (-13,39) ; épidote (-12,61) ; Mg-chlorite (-12,52) ; albite (-12,26). Les conditions de dissolution expérimentale des minéraux étant quasi similaires à celles de notre étude (26 °C et pH 6), nous soumettons l'interaction eau-roche du travail à cette vitesse de dissolution. L'ordre de dissolution du reste des minéraux identifiés est déterminé par la séquence de d'altération dans le sol de Goldich (1938).

Analyse au microscope électronique à balayage (MEB)

Cette analyse permet d'obtenir les informations et des compléments d'information non obtenus par l'étude à la microscopie optique. En effet, les lames minces polies des roches (métaarénites et métasiltstones) ont été préalablement étudiées au microscope optique pour distinguer les minéraux essentiels des minéraux accessoires et opaques. Ces minéraux sont ensuite étudiés au MEB pour confirmer les premiers résultats

et déterminer la composition sémi-quantitative en pourcentage de poids d'oxyde des éléments chimiques de chaque minéral. La Figure 3 illustre certaines plages de lames minces des roches passées au MEB, montrant quelques minéraux silicatés. Les différents types de chlorite et d'épidote n'ont pas été déterminés dans ce travail.

Les résultats semi-quantitatifs de l'analyse sont consignés dans le Tableau 3, il s'agit essentiellement de silicates contenant des cations majeurs (Na, K, Mg, Ca) susceptibles de les céder à l'eau (le quartz, le zircon, les phosphates de terres rares et les oxydes de fer mis en évidence par cette technique n'en font pas partie). Il faut souligner entre autre que la tourmaline mise en évidence par Delor et al. (1992) dans les deux formations n'en fait également pas partie. C'est à base de ces résultats que la formule structurale des minéraux est déterminée.

Analyse par Diffraction des Rayons X

La diffraction des rayons X des poudres minérales intervient dans ce travail en tant que complément d'analyse qui a pour seul but d'estimer les proportions des minéraux. Pour estimer ces proportions sur chaque diffractogramme des roches étudiées, il est supposé que la somme des aires des pics, à 100% d'intensité, des minéraux déterminés correspond à la totalité de ces minéraux identifiés dans la roche. Nous avons recherché sur chaque diffractogramme obtenu (Figure 4), les pics des minéraux déjà identifiés à la microscopie optique puis à balayage. L'annite, le sphène (titanite) et l'apatite n'ont pu être mis en évidence par cette méthode qui est plus adaptée aux minéraux argileux et délicatement adaptée aux silicates bien cristallisés. Les résultats obtenus de cette analyse montrent que le quartz (53,6%) est relativement le plus abondant dans les métaarénites puis viennent dans l'ordre décroissant d'abondance, les plagioclases (22,5%), les chlorites (17,4%), la biotite (3%) et les épidotes (0,9%). Dans les métasiltstones, le quartz (45,9%) est également abondant suivi des chlorites (44,8%), des épidotes (6,7%) et des plagioclases (2,6%).

Facès chimique des eaux

Les eaux provenant des schistes sont bicarbonatées calciques et magnésiennes (Figure 5). Cette nappe est particulièrement minéralisée par les ions bicarbonates mis en solution par du CO₂ accompagnant l'hydrolyse des silicates. Il faut tout de même y noter du côté des cations, un taux relativement important d'ions Na⁺. En dehors des ions bicarbonates, les anions sont dominés par les chlorures. Ce faciès chimique est en accord avec ceux identifiés dans la zone d'étude par des auteurs dont ceux de Ahoussi et al. (2010).

Minéralisation des eaux par les minéraux

Concentration des ions majeurs dans les eaux souterraines sans la pluie

Cette partie de l'étude est la plus importante car expose les différentes origines des éléments chimiques entrant dans la minéralisation des eaux d'un substratum schisteux. Le principe de l'évaluation est de considérer que toute la concentration du chlorure dans les eaux souterraines est d'origine océanique *via* les précipitations. Cela permet d'obtenir le quotient de la concentration du chlorure de l'échantillon par rapport à celle de l'eau de mer (Cl-échantillon/Cl-eau mer). Le quotient est affecté à la teneur de chaque ion de l'eau de mer pour ensuite évaluer l'apport de l'eau de pluie aux eaux souterraines (Tableau 4). Dans ce travail, pour un nombre d'échantillon (n) supérieur à 1 (n>1), la nappe représentative de chaque type de formation rocheuse est la moyenne des échantillons d'eau prélevés dans cette roche aquifère.

Contribution de l'altération chimique des silicates

La minéralisation passe par la formation d'une argile néoformée qui est un produit d'altération des silicates et/ou aluminosilicates. Dans la zone d'étude, la kaolinite est l'argile prédominante (Tastet, 1979) comme en atteste les diagrammes de stabilité des eaux du socle (Adiaffi, 2008). Elle est de ce fait, le produit d'altération des silicates dans les équations d'hydrolyse. L'hydrolyse des minéraux étudiés (*cf.* paragraphes précédents) de la Figure 6, tient compte de la vitesse de dissolution de ces

minéraux. Dans les métaarénites, l'ordre de dissolution incongruente adopté est le suivant : albite, biotite, chlorite, sphène et l'épidote. Celui des métasiltstones est : albite, annite, chlorite, apatite, sphène et l'épidote. La totalité de la concentration du cation caractéristique d'un minéral dans l'eau, est attribuée au premier minéral (ayant ce cation)

qui se dissout. La concentration des ions de l'équation subséquente est subordonnée celle l'équation précédente.

La concentration totale des ions, cédée à la nappe par la roche aquifère est la somme des concentrations de cet ion de toutes les équations de dissolution (Tableau 5).

Tableau 1: Résultats d'analyse des échantillons sur roche totale.

	A		B			A		B	
	% d'oxyde		ppm						
SiO ₂	63,76	69,59	Si ⁴⁺	298052	325285				
Al ₂ O ₃	16,31	13,41	Al ³⁺	76243	35486				
Fe ₂ O ₃	6,43	5,40	Fe ³⁺	30060	18884				
MnO	0,09	0,09	Mn ²⁺	439	689				
MgO	2,40	1,73	Mg ²⁺	11218	10432				
CaO	1,65	1,15	Ca ²⁺	7717	8219				
Na ₂ O	3,96	3,43	Na ⁺	18501	12723				
K ₂ O	2,25	1,32	K ⁺	10517	5479				
TiO ₂	0,62	0,53	Ti ⁴⁺	2903	3176				
P ₂ O ₅	0,13	0,12	P ⁵⁺	594	262				
PF	1,84	2,30							
Total	99,45	99,05							

PF = Perte au Feu ; A = Métaarénites de Guéssigué ;
B = Métasiltstones d'Attiékoua

Tableau 2: Concentration des éléments majeurs dans les eaux échantillonnées.

Localité	N° Site	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Na ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Si ⁴⁺
Abbe Bégnini	s2	4,85	2,46	1,89	51,94	9,24	0,33	3,59	10,13	23,22
Adakié	s4	6,67	5,10	2,11	37,09	7,63	0,41	1,24	9,12	11,58
Sahuyé	s1	6,32	0,00	1,78	103,44	18,32	1,31	4,80	19,04	34,96
Kodioussou	s6	3,54	0,00	0,61	176,58	15,60	0,39	5,22	35,00	30,19
Tomasset	s3	2,52	0,00	0,00	78,07	12,25	0,48	4,17	8,49	32,55
Attiékoua	s5	4,07	2,26	6,51	136,58	12,28	1,01	6,59	35,72	26,71
Badasso	a1	9,26	0,00	4,33	74,11	16,49	1,09	5,74	10,60	24,61

Tableau 3 : Résultats d'analyse à la microscopie électronique à balayage (MEB).

Roche	Minéral	Composition (%) de poids d'oxyde des éléments									
		SiO ₂	Al ₂ O ₃	Na ₂ O	K ₂ O	CaO	MgO	Fe ₂ O ₃ /FeO	TiO ₂	PO ₄	Total
Métaarénites	Albite	54,91	14,21	10,16	–	–	–	–	–	–	79,28
	Chlorites	21,84	16,53	–	–	–	13,41	15,87	–	–	67,65
	Biotite	30,85	12,85	–	11,12	–	10,46	12,48	–	–	77,76
	Sphène	25,56	–	–	–	28,14	–	–	35,65	–	89,35
	Epidotes	32,11	20,41	–	–	23,98	–	6,11	–	–	82,61
Métasiltstones	Albite	61,87	17,44	10,55	–	–	–	–	–	–	89,86
	Chlorites	21,07	17,33	–	–	–	10,60	23,76	–	–	72,76
	Annite	39,79	24,83	–	11,76	–	–	5,02	–	–	81,40
	Sphène	27,49	–	–	–	31,15	–	–	42,89	–	101,53
	Epidotes	32,54	19,41	–	–	24,3	–	11,54	–	–	87,79
	Apatite	–	–	–	–	56,93	–	–	–	30,59	87,52

Tableau 4: Concentration (mmol/l) des éléments majeurs de la nappe sans l'apport de l'eau de pluie.

	Aquifère des métaarénites			Aquifère des métasiltstones		
	En	Cp	En-Cp	En	Cp	En-Cp
Cl ⁻	0,265	0,265	0,000	0,124	0,124	0,000
SO ₄ ²⁻	0,045	0,014	0,031	0,021	0,006	0,015
HCO ₃ ⁻	1,215	0,001	1,214	1,680	0,001	1,679
NO ₃ ⁻	0,000	0,000	0,000	0,023	0,000	0,023
Na ⁺	0,717	0,227	0,490	0,544	0,107	0,437
Ca ²⁺	0,265	0,005	0,260	0,549	0,002	0,546
Mg ²⁺	0,239	0,026	0,213	0,169	0,012	0,156
K ⁺	0,028	0,005	0,023	0,016	0,002	0,013
Si ⁴⁺	0,879	0,000	0,879	0,949	0,000	0,948

Tableau 5: Taux de minéralisation en ions majeurs des minéraux étudiés.

Aquifère des métaarénites						
	En-Cp	En-albite	En-biotite	En-chlorite	En-sphène	En-épidote
Cl ⁻	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
SO ₄ ²⁻	0,031	0,031	0,031	0,031	0,031	0,031
HCO ₃ ⁻	1,214	0,726	0,585	-0,029	-0,475	-1,071
NO ₃ ⁻	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na ⁺	0,490	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca ²⁺	0,260	0,260	0,260	0,260	0,180	0,000
Mg ²⁺	0,213	0,213	0,188	0,000	0,000	0,000
K ⁺	0,023	0,023	0,000	0,000	0,000	0,000
Si ⁴⁺	0,879	-0,115	-0,129	-0,234	-0,302	-0,342

Aquifère des métasiltstones							
	En-Cp	En-albite	En-annite	En-chlorite	En-apatite	En-sphène	En-épidote
Cl ⁻	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
SO ₄ ²⁻	0,015	0,015	0,015	0,015	0,015	0,015	0,015
HCO ₃ ⁻	1,679	1,238	1,225	0,921	0,670	0,095	-0,462
NO ₃ ⁻	0,023	0,023	0,023	0,023	0,023	0,023	0,023
Na ⁺	0,437	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca ²⁺	0,546	0,546	0,546	0,546	0,295	0,197	0,000
Mg ²⁺	0,156	0,156	0,156	0,000	0,000	0,000	0,000
K ⁺	0,013	0,013	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Si ⁴⁺	0,948	0,065	0,062	-0,039	-0,039	-0,119	-0,159

En = Eau de la nappe
 Cp = Contribution de la pluie
 En-Cp = Eau de la nappe – Eau de pluie

Tableau 6: Taux de participation des minéraux des deux aquifères étudiés.

	Aquifère des métaarénites							
	Na ⁺		K ⁺		Mg ²⁺		Ca ²⁺	
	%	mmol.L ⁻¹	%	mmol.L ⁻¹	%	mmol.L ⁻¹	%	mmol.L ⁻¹
Albite	100	0,490	-	-	-	-	-	-
Biotite	-	-	100	0,023	~12	0,025	-	-
Chlorite	-	-	-	-	~88	0,187	-	-
Sphène	-	-	-	-	-	-	~31	0,080
Epidote	-	-	-	-	-	-	~69	0,180

	Aquifère des métasiltstones							
	Na ⁺		K ⁺		Mg ²⁺		Ca ²⁺	
	%	mmol.L ⁻¹	%	mmol.L ⁻¹	%	mmol.L ⁻¹	%	mmol.L ⁻¹
Albite	100	0,436	-	-	-	-	-	-
Annite	-	-	100	0,013	-	-	-	-
Chlorite	-	-	-	-	100	0,156	-	-
Apatite	-	-	-	-	-	-	~46	0,251
Sphène	-	-	-	-	-	-	~18	0,098
Epidote	-	-	-	-	-	-	~36	0,197

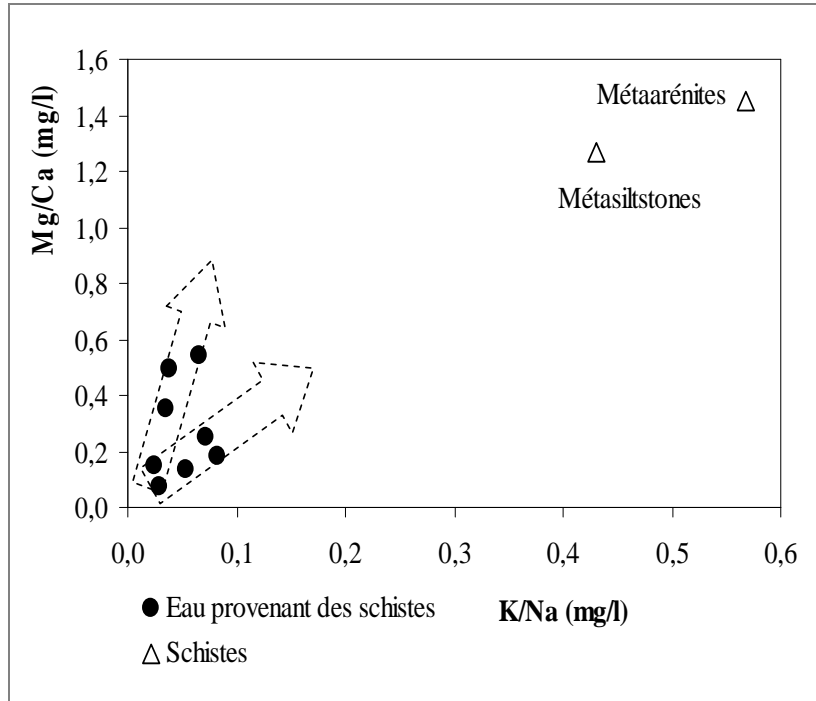


Figure 2: Relation entre la roche encaissante et la nappe.

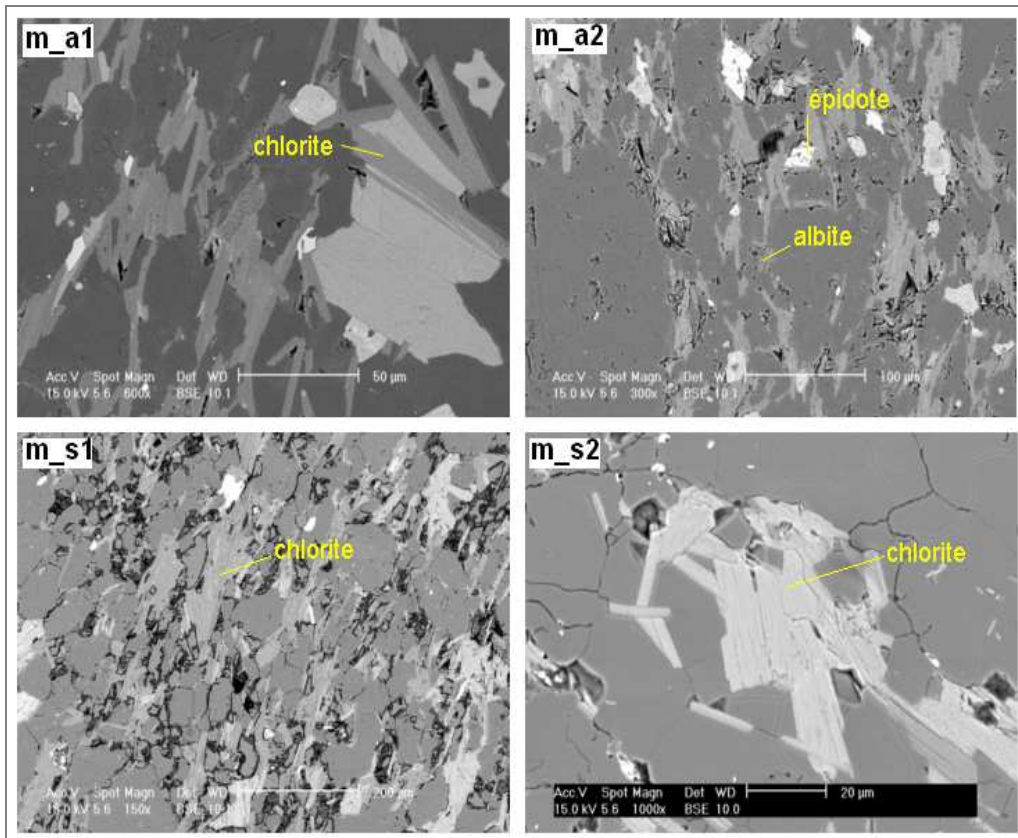


Figure 3: Assemblage minéralogique des métaarénites et métasiltstones. m_a = métaarénite ; m_s = métasiltstone.

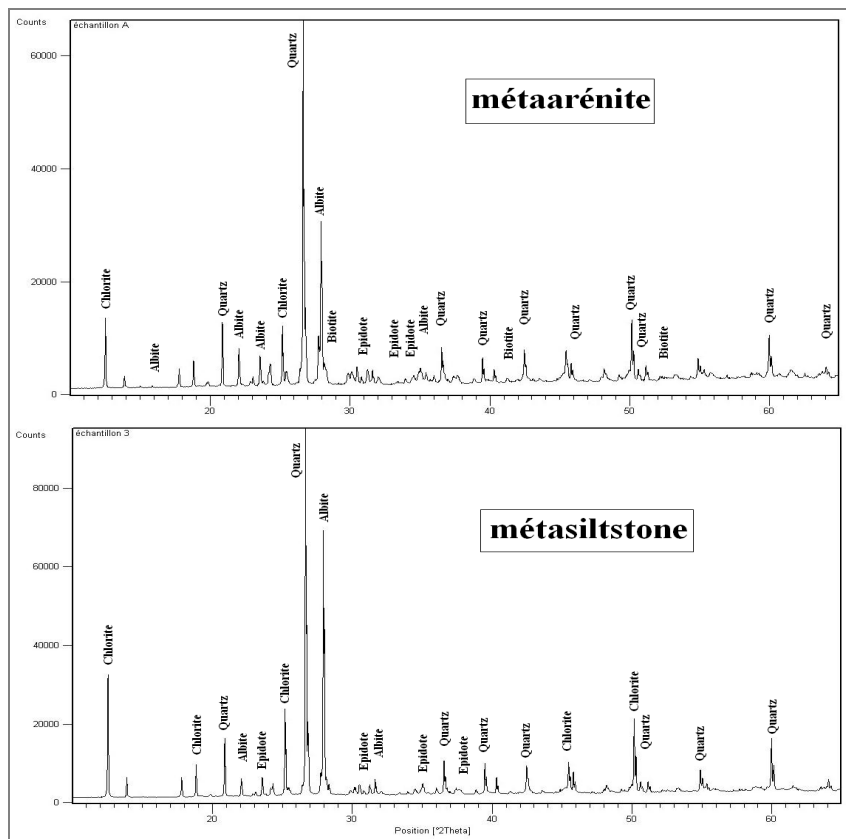


Figure 4: Diffractogrammes des roches aquifères schisteuses.

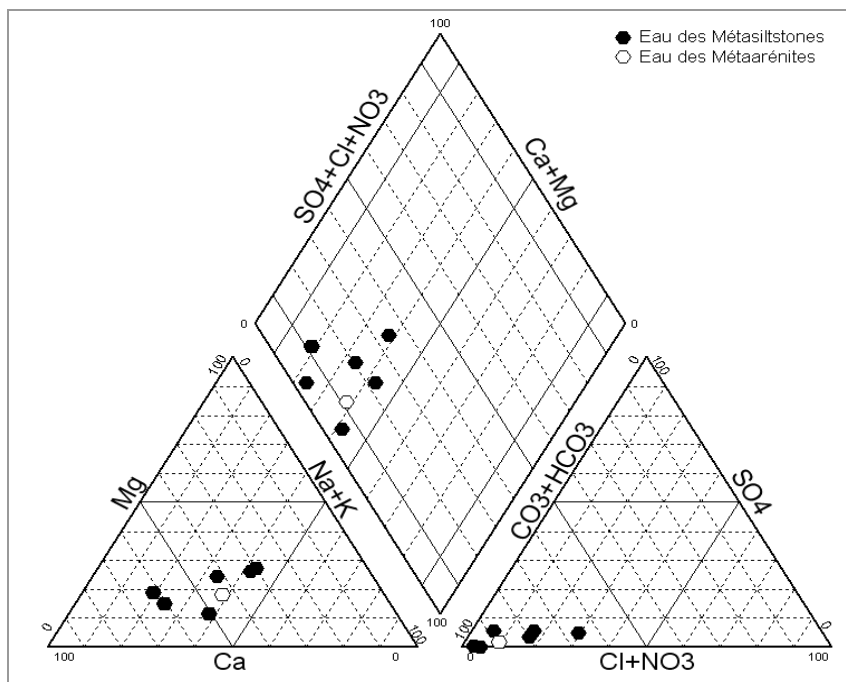


Figure 5: Faciès chimique des eaux prélevées dans les schistes.

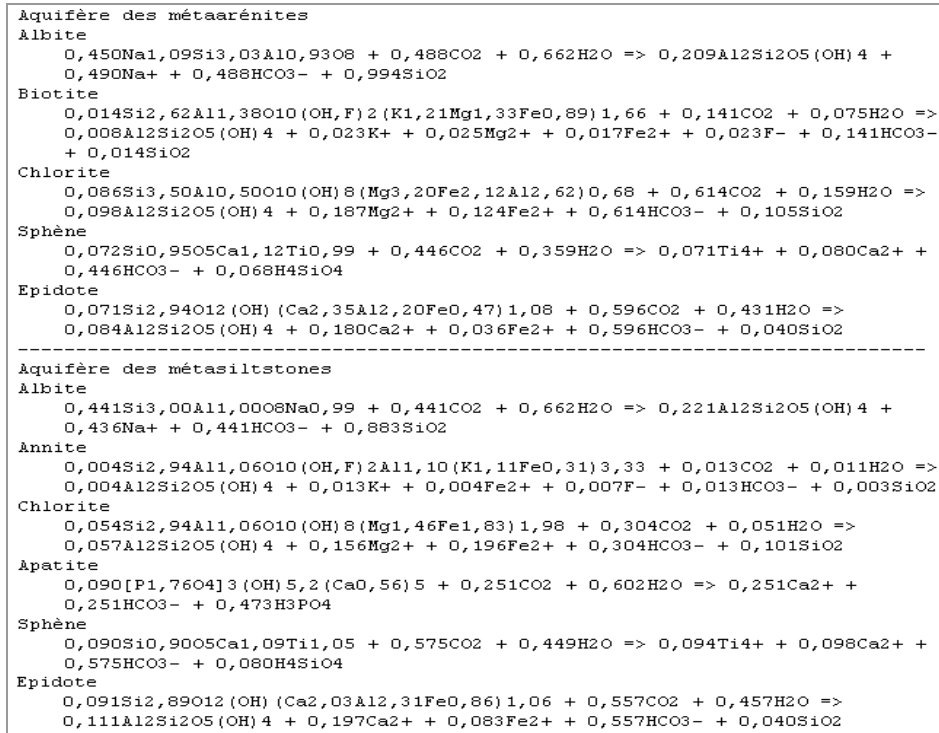


Figure 6: Equations de dissolution incongruente des minéraux étudiés donnant la concentration (mmol/l) des éléments majeurs dans les nappes.

DISCUSSION

La conjugaison des trois techniques d'analyse des minéraux montre des résultats probants. L'étude révèle la concordance entre la nature minérale des aquifères et la qualité chimique des nappes. En effet, les métaarénites sont dominés par les minéraux alcalins en particulier les plagioclases sodiques relativement abondants. La vitesse de dissolution des minéraux justifiant la primauté d'hydrolyse des plagioclases dans cet aquifère, permet d'expliquer la richesse de la nappe en sodium (0,490 mmol.L⁻¹). La totalité du sodium de la nappe est attribuée à l'albite, soit une dissolution de 0,490/1,09 mmol.L⁻¹ de ce minéral en kaolinite comme le montre la Figure 6. La totalité du potassium (0,023 mmol.L⁻¹) dans l'eau est également attribuée à la biotite nécessitant ainsi une dissolution de 0,023/(1,21x1,66) mmol.L⁻¹ donc 0,014 mmol.L⁻¹ de ce silicate en kaolinite. Cette dissolution fournit à la nappe 0,025 mmol.L⁻¹ de magnésium. Le taux restant de magnésium (~188 mmol.L⁻¹) provient de la chlorite, soit (0,213-

0,025)/(3,20x0,68) mmol.L⁻¹ donc 0,086 mmol.L⁻¹ de sa dissolution en kaolinite. Concernant le taux d'ion Ca²⁺, une partie est fournie par le sphène et l'autre par l'épidote. Un taux de 0,080 mmol.L⁻¹ de calcium est libéré par le sphène soit 31% du Ca²⁺_{total} brut (équivalent de 3,66 mmol.L⁻¹) dans la roche. Le reste de Ca²⁺ (0,180 mmol.L⁻¹), soit 69% du Ca²⁺_{total} brut dans la roche est apporté par l'épidote. Dans les aquifères des métasiltstones, les chlorites sont relativement les plus abondants. Leur vitesse de dissolution est supérieure à celle des épidotes qui les secondent. Riches en Mg²⁺, les chlorites impriment leur signature chimique à la nappe en contact. Cet aquifère montre l'effet conjugué de l'abondance et de la vitesse de dissolution des minéraux. Conformément à l'aquifère des métaarénites, les différents taux de participation des minéraux issus des métasiltstones sont résumés dans le Tableau 6.

Le déficit d'ions bicarbonates (-1,071 mmol.L⁻¹) et silicium (-0,342 mmol.L⁻¹) dans les métaarénites est respectivement de -0,462 mmol.L⁻¹, et de -0,159 mmol.L⁻¹ dans les

métasiltstones. Cela traduit une perte de ces ions qui s'explique par des précipitations de carbonates secondaires pour l'ion HCO_3^- et par le pluviollessivage pour le Si^{4+} . Ce déficit peut en outre être dû à un effet du calcul (calcul en concentration et non en activité). Les sulfates restants ($0,031 \text{ mmol.L}^{-1}$ pour les métaarénites et $0,015 \text{ mmol.L}^{-1}$ pour les métasiltstones) proviendraient des minéraux sulfurés en traces non mis en évidence ou encore de la pollution. Quant aux nitrates restants ($0,023 \text{ mmol.L}^{-1}$) dans la nappe des métasiltstones, leur origine est soit liée à l'oxydation, dans la zone non saturée, de l'azote d'origine végétale, soit liée à une pollution anthropique.

Conclusion

L'étude des interactions entre l'eau et l'aquifère rocheux cristallophyllien de la région Sikensi-Agboville a révélé les différentes origines des ions majeurs de la nappe. Les schistes représentés par les métaarénites et les métasiltstones sont riches en plagioclases sodiques et en chlorites. L'hydrolyse des minéraux étudiés nous a permis de lier la nature minérale des schistes à la chimie de l'eau en montrant que les ions Na^+ et Mg^{2+} proviennent majoritairement des plagioclases sodiques et des chlorites, avec des taux moyens de minéralisation respectivement de $\sim 0,463 \text{ mmol.L}^{-1}$ et de $\sim 0,171 \text{ mmol.L}^{-1}$ par minéral. Ces taux ont nécessité une dissolution moyenne de $0,446 \text{ mmol.L}^{-1}$ d'albite en kaolinite et de $0,070 \text{ mmol.L}^{-1}$ de chlorites en kaolinite. Un faible taux de magnésium ($0,025 \text{ mmol.L}^{-1}$) est fourni par une dissolution de $0,014 \text{ mmol.L}^{-1}$ de biotite (existant dans les métaarénites). Un faible taux moyen de $\sim 0,018 \text{ mmol.L}^{-1}$ de K^+ provient exclusivement des micas noirs ($0,014 \text{ mmol.L}^{-1}$ de dissolution de la biotite et de $0,004 \text{ mmol.L}^{-1}$ de dissolution d'annite). Quant aux ions Ca^{2+} , les origines sont diverses. La principale source concerne les épidotes à hauteur de $\sim 0,188 \text{ mmol.L}^{-1}$ puis viennent l'apatite et le sphène (titanite), avec des taux moyens respectifs de $0,251 \text{ mmol.L}^{-1}$ et de $\sim 0,090 \text{ mmol.L}^{-1}/\text{minéral}$. Les taux moyens de dissolution de ces minéraux calciques en kaolinite sont respectivement les suivants : $0,081 \text{ mmol.L}^{-1}$; $0,090 \text{ mmol.L}^{-1}$ et de $0,081 \text{ mmol.L}^{-1}$. La chimie de la nappe est à l'image des principaux minéraux des schistes se dissolvant suivant leurs vitesses au

contact de l'eau à 26°C et à pH 6. L'étude nous a permis de comprendre que certains processus tels que la précipitation de carbonates secondaires et le pluviollessivage pourraient créer un effet de déficit d'ions bicarbonates et de silicium. Ce travail situe clairement les origines des cations majeurs constitutifs des minéraux dans les eaux, et en estime leurs véritables taux de participation dans le processus de minéralisation au sein de l'aquifère schisteux. Cette approche, et non des moindres, a été appliquée dans de nombreux aquifères de différentes régions dont ceux des granites de Sierra Nevada (Est de la Californie/États-Unis) avec des résultats du même ordre de grandeur que ceux obtenus dans cette étude.

REMERCIEMENTS

Nous remercions tous les scientifiques ayant contribué à la perfection de ce papier sans toute fois oublier toute l'équipe de la direction de l'hydraulique humaine d'Abidjan-Côte d'Ivoire, qui a mis à notre disposition un véhicule de type 4x4 et certains instruments de mesure durant la campagne d'échantillonnage de roches et d'eaux souterraines.

REFERENCES

- Adiaffi B. 2008. Apport de la Géochimie isotopique, de l'Hydrochimie et de la Télédétection à la connaissance des aquifères de la zone de contact "Socle-Bassin sédimentaire" du Sud-est de la Côte d'Ivoire. Thèse de Doctorat en Sciences, Université de Paris-Sud, Orsay, France, p. 230.
- Adiaffi B, Marlin C, Oga YM-S, Massault M, Nauret A, Biemi J. 2009. Palaeoclimatic and deforestation effect on the coastal fresh groundwater resources of SE Ivory Coast from isotopic and chemical evidence. *J. Hydrol.*, **369**: 130-141.
- Ahoussi KE, Soro N, Koffi YB, Soro G, Biémi J. 2010. Origine de la minéralisation des eaux des aquifères discontinus sous couvert forestier de la zone Sud de la Côte d'Ivoire: cas de la région d'Abidjan-Agboville. *Int. J. Biol. Chem. Sci.*, **4**(3): 782-797.
- Alric G, Guibert P, Vidal M, 1987. Le problème des grauwackes birrimiennes de

- Côte d'Ivoire : une revue et des données nouvelles. Le cas de l'unité de la Comoé. *C.R. Acad. Sc.*, **2(7)**: 289-294.
- Appelo CAJ, Postma D. 2005. *Geochemistry, Groundwater and Pollution* (2nd edn). CRC Press.
- Biémi J. 1992. Contribution à l'étude géologique, hydrogéologique et par télédétection des bassins versants subsahariens du socle précambrien d'Afrique de l'Ouest : hydrostructurale, hydrodynamique, hydrochimie et isotopie des aquifères discontinus de sillons et aires garnitiques de la haute Marahoué (Côte d'Ivoire). Thèse d'Etat, Université de Cocody, Abidjan, p. 408.
- Boukari M, Akiti TT, Assoma D. 1984. *L'hydrogéologie de l'Afrique de l'Ouest. Synthèse des Connaissances Socle Cristallin et Cristallophylien et Sédimentaire Ancien* (2^e éd.).
- Dai Z, Samper J. 2006. Inverse modelling of water flow and multicomponent reactive transport in coastal aquifer systems. *J. Hydrol.*, **327**: 447-461.
- Delor C, Diaby I, Tastet J-P, Yao B, Simeon Y, Viadal M, Dommanget A. 1992. Notice explicative de la carte géologique à 1/200 000, feuille de Grand Bassam et d'Abidjan.
- Derron M-H. 1999. Interaction eau-roche de basse température : géochimie des métaux dans l'altération météorique des roches mafiques alpines. Sciences de la Terre. Lausanne, Université de Lausanne.
- Guibert PH, Vidal M. 1984. Un modèle d'évolution structurale du Birrimien du Sud-Est de la Côte d'Ivoire. *Ann. Univ.*, **20**: 277-293.
- Goldich SS. 1938. A study in rock-weathering. *J. Geol.*, **46**: 17-58.
- Jourda JPR. 2004. Méthodologies d'application des techniques de télédétection et des systèmes d'informations géographiques à l'étude des aquifères fissurés d'Afrique de l'Ouest. Cas des zones tests de la Côte d'Ivoire. Thèse d'Etat, Université de Cocody, Abidjan, p. 325.
- Lasm T. 2000. Hydrogéologie des réservoirs fracturés de socle : Analyses statistiques et géostatistiques de la fracturation et des propriétés hydrauliques. Application à la région des montagnes de Côte d'Ivoire. Thèse de Doctorat, Université de Poitiers, France, p. 274.
- Malmström M, Banwart S, Lewenhagen J, Duro L, Bruno J. 1996. The dissolution of biotite and chlorite at 25 °C in the near-neutral pH region. *J. Contam. Hydrol.*, **21**: 201-213.
- N'Go YA, Goné DL, Savané I, Goblé MM. 2005. Potentialités en eaux souterraines des aquifères fissurés de la région d'Agboville (Sud Ouest de la Côte d'Ivoire) : Caractérisation hydroclimatique et physique. *Afrique Sci.*, **01(1)**: 127-144.
- Oga YM-S. 1998. Ressources en eau souterraines dans la région du grand Abidjan (Côte d'Ivoire) : Approches hydrochimique et isotopique. Thèse de Doctorat en Sciences, Université de Paris-Sud, Orsay, France, p. 290.
- Seguin JJ. 2005. Projet Réseau SIG-Afrique Carte hydrogéologique de l'Afrique à l'échelle du 1/10 Million: BRGM/RP-54404-FR.
- Tastet J-P. 1979. Environnement sédimentaire et structuraux Quaternaires du littoral du golfe de Guinée (Côte d'Ivoire, Togo, Bénin). Thèse de Doctorat d'Etat en Sciences, Université de Bordeaux I, France, p. 181.
- Zhu C. 2005. In situ feldspar dissolution rates in an aquifer. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **69(6)**: 1435-1453.